

# 探索大洋碳储库的演变周期

汪品先 田军 成鑫荣 刘传联 徐建

(同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092. E-mail: pxwang@online.sh.cn)

**摘要** 南沙深海钻孔 ODP1143 井的 5 Ma 沉积记录, 揭示出碳同位素变化有 0.4~0.5 Ma 长周期, 并通过对比证明为全大洋所共有, 反映了大洋碳储库的低频变化. 此类周期性也见于碳酸盐和热带风尘沉积, 说明是由季风等低纬区过程所引起. 无论 1143 井或其他大洋的第四纪记录, 都表明碳同位素重值期( $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ )所反映的大洋碳储库改组, 发生在冰盖大扩张和冰期旋回变型(如“中更新世革命”、“中布容事件”)之前, 证明了碳循环对于冰期变化的调控作用. 可见第四纪冰期旋回应当是高纬与低纬过程, 物理作用(冰盖)和生物地球化学作用(碳循环)相结合下“双重驱动”的产物, 不能只靠北半球高纬区响应轨道驱动的物理因素来解释. 由于当前地球正处在又一次碳同位素重值期, 理解大洋碳储库的周期演变及其气候影响实属当务之急. 文中还对第四纪以前大洋碳、氧同位素的变化进行比较, 发现在 0.4 Ma 偏心率长周期上两者同步变化, 随着北极冰盖的发育才失去耦合关系.

**关键词** 大洋钻探 184 航次 南海 热带驱动 碳循环 轨道周期

“南海三千万年的深海记录”一文<sup>[1]</sup>, 对 1999 年春南海大洋钻探在地层方面的成果进行报道, 介绍了大洋钻探(ODP)184 航次在南海建立的西太平洋区最佳深海地层剖面, 探讨了两千多万年以来气候周期性的演变. 作为综合报道的续篇, 我们就这次南海大洋钻探研究的突出成果, 即大洋碳循环长周期的发现及其在气候旋回中的意义, 进行专题讨论.

地球轨道驱动理论或者“米兰柯维奇学说”的建立, 是 20 世纪古气候研究中最辉煌的成就. 北纬 65°夏季太阳辐射量变化周期的计算结果, 与地质记录中的冰期旋回相符合, 从而成功地解释了第四纪冰期的成因. 科学家们进一步发现, 这种变化又通过北大西洋深层水的盛衰, 影响全球大洋. 因此北半球高纬区, 被认为是第四纪冰期旋回气候变化的根源.

确切地说, 米兰柯维奇学说只是正确地指出了第四纪气候周期的驱动力, 并没有回答轨道周期驱动冰期旋回的机理问题. 依靠北半球高纬区辐射量变化解释冰期旋回的米兰柯维奇学说, 从一开始就留下了一系列难题. 例如: 黄道偏心率的 0.1 Ma 周期对地球表面辐射量影响很小, 为什么会成为近 0.8~0.9 Ma 来主要的轨道周期(“0.1 Ma 难题”)? 偏心率的周期有 0.1 和 0.4 Ma 两种, 为什么地质记录里只见前者不见后者(“0.4 Ma 难题”)? 距今 0.4 Ma 前的氧同位素 12/11 期(MIS 12/11)之交, 辐射量变化微弱, 但冰盖变化最大, 如何解释(“11 期难题”)<sup>[2]</sup>? 此外, 单靠北半球辐射量的变化, 也无法解释相位相反的岁差

驱动在南北半球的同时性<sup>[3]</sup>. 随着近年来的新发现, 新问题更是接踵而来: 南极冰芯中发现 0.4 Ma 来大气  $\text{CO}_2$  也和冰盖( $\delta^{18}\text{O}$ )具有同样的周期性<sup>[4]</sup>, 什么机理能使轨道变化控制大气  $\text{CO}_2$  的浓度? 高分辨率记录的比较, 发现南极的变化早于北极,  $\text{CO}_2$  变化早于冰盖<sup>[5]</sup>, 中、低纬的变化也早于高纬<sup>[6]</sup>, 这些都直接向北极控制全球的传统认识提出了挑战. 种种迹象表明, 在米兰柯维奇的天文驱动与实际的气候变化之间, 有着被遗漏的重要环节<sup>[3]</sup>, 而这应当就是热带驱动和碳循环.

将近 20 年来“全球变化”的研究, 已经揭示出现代热带大洋在全球气候系统中的关键作用. 西太平洋暖池区作为接受太阳辐射能量最大的海区, 通过季风和厄尔尼诺等影响全球<sup>[6]</sup>; 这种热带的热气交换, 可以改变高纬区的气候, 比如北大西洋涛动(NAO)就源自热带<sup>[7]</sup>. 现代地球气候系统的这种特征, 没有理由认为在地质时期里不存在. 与此同时, 新技术的应用已经否定了 25 年前 CLIMAP 对热带海区冰期温度几乎不变的结论<sup>[8]</sup>, 学术界开始强调热带太平洋在冰期旋回和千年尺度气候变化中的作用<sup>[9]</sup>, 而且大气  $\text{CO}_2$  的变化很可能是冰期旋回的原因, 而不是冰盖涨缩引起的后果<sup>[5]</sup>.

总之, 米兰柯维奇学说传统版本, 正在受到挑战. 轨道变化引起冰期旋回, 关键的响应究竟在于北半球高纬区, 还是热带低纬区? 气候周期的演变, 究竟是靠“冰盖驱动”还是“热带驱动”或者“ $\text{CO}_2$  驱动”? 对

“北极控制论”的质疑, 已经成为学术界讨论的热点. 揭开这一系列问题的谜底, 可能还有很长的路程. 然而重要的是地质记录, 只有记录才是检验假说的实际资料. 南海大洋钻探, 尤其是南沙深水区 ODP 1143 井提供的热带高分辨率长记录, 为研究碳循环的变化和热带驱动提供了重要证据. 本文的目的, 就是从 ODP1143 井的证据入手, 与世界各大洋的资料进行对比, 从而对气候旋回的轨道驱动问题试作一次重新探讨.

## 1 大洋碳储库变化的长周期

### 1.1 碳同位素重值事件( $\delta^{13}C_{max}$ )的发现

ODP1143 站位于南沙海区永暑礁东南( $9^{\circ}22'N$ ,  $113^{\circ}17'E$ )水深 2272 m 处, 井深 510 m, 钻达距今约 12 Ma 的上中新统底界<sup>[10]</sup>. 上部 191 m 地层经过 1992 个样品的稳定同位素分析, 取得了平均分辨率为二三千年的 5 Ma 连续记录, 经过天文调频, 建成了该时段世界大洋最好的剖面之一, 在西太平洋属于第 1 次<sup>[11]</sup>. 有关分析材料、方法和换算的具体说明见前文<sup>[11-13]</sup>, 此处图 1 是上部地层底栖有孔虫 *Cibicidoides*

spp. 与浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* 的氧、碳同位素 5 Ma 剖面. 其中碳同位素曲线的一大特征是除了频繁的短期波动外, 还有 0.4 ~ 0.5 Ma 的长周期叠加于上. 具体说来, 无论底栖或浮游有孔虫的  $\delta^{13}C$ , 每隔 0.4 ~ 0.5 Ma 都会出现一次  $\delta^{13}C$  重值期( $\delta^{13}C_{max}$ ), 变幅都在 0.3‰ 左右(图 1(c), (d)), 只是表现的程度有所差别.

为了核查 ODP1143 站发现的碳同位素长周期是否具有普遍意义, 我们收集了全大洋所有的  $\delta^{13}C$  2 Ma 以上的长记录(表 1), 先根据  $\delta^{18}O$  记录进行地层对比, 在此基础上进行  $\delta^{13}C$  剖面的比较, 其结果示于图 2. 三大洋总共 8 个站位, 全都显示出 0.4 ~ 0.5 Ma 长周期和  $\delta^{13}C$  重值期的一致性. 为便于讨论, 可以将  $\delta^{13}C$  重值期自上而下排序, 4 Ma 共得 9 次, 分别称  $\delta^{13}C_{max-1}$  至  $\delta^{13}C_{max-9}$ (表 2), 其中  $\delta^{13}C_{max-1}$  是当今地球正在经历的重值期.

### 1.2 $\delta^{13}C_{max}$ 期与冰期旋回

如果将 1143 井近百万年来的  $\delta^{13}C$  与  $\delta^{18}O$  记录进行比较(图 3), 很容易发现碳同位素重值事件与冰期

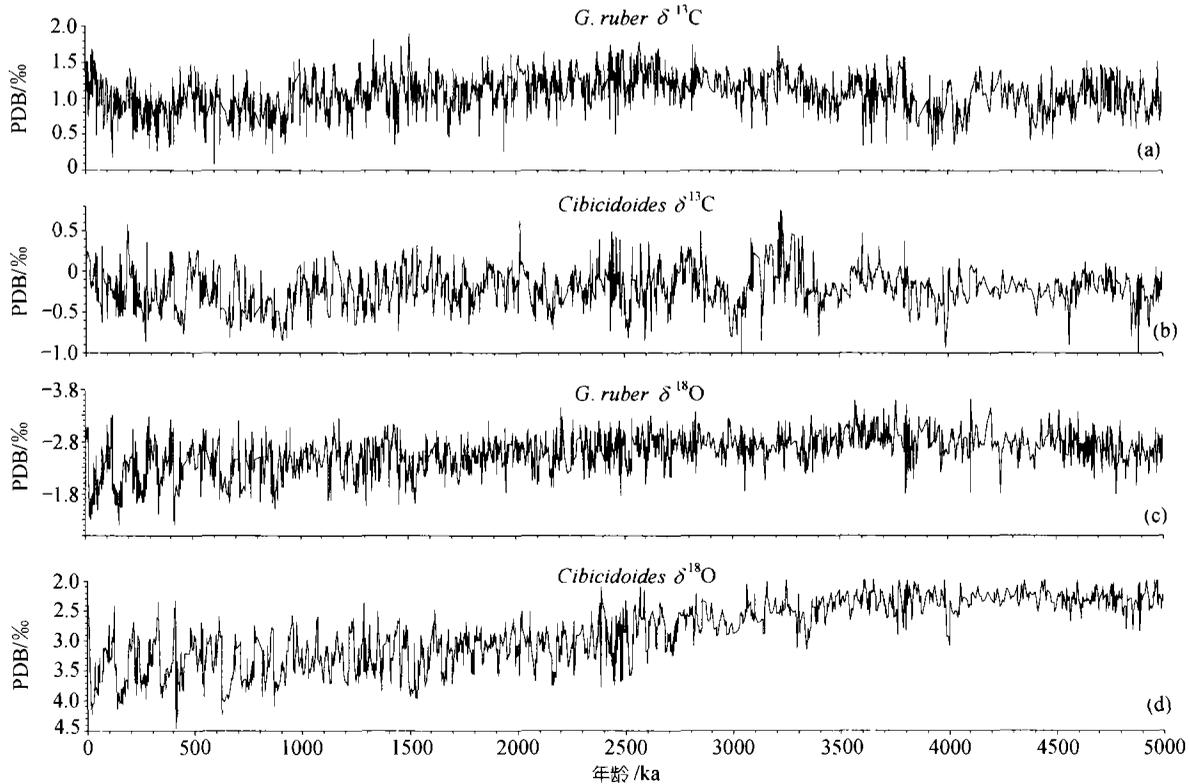


图 1 ODP1143 站近 5 Ma 以来的稳定同位素记录

(a) 浮游有孔虫  $\delta^{13}C$ <sup>[11,13]</sup>; (b) 底栖有孔虫  $\delta^{13}C$ ; (c) 浮游有孔虫  $\delta^{18}O$ ; (d) 底栖有孔虫  $\delta^{18}O$

表1 世界大洋稳定同位素的长序列记录

	站号 (ODP)	位置	水深/m	时段/Ma	沉积速率/cm · ka <sup>-1</sup>	分辨率/ka	有孔虫 <sup>a)</sup>	文献
西太平洋	806	0°19'N 159°22'E	2534	2.1	2.1	4-5	P	[14]
	1143	9°22'N 113°17'E	2772	5	3.9	2.6 (P) 2.8 (B)	P, B	本文
东太平洋	677	1°12'N 83°44'W	3461	2.6	4.3	2.3	P, B	[15]
	849	0°11'N 110°31'W	3851	5	2.8	约4	B	[16]
	846	3°06'S 90°49'W	3296	6	4.2	2.5	B	[17]
印度洋	758	5°23'N 90°21'E	2925	3.6	1.5	约7	P, B	[18, 19]
	607	41°00'N 32°58'W	3427	2.8	4.5	约4	B	[20]
北大西洋	659	18°05'N 21°02'W	3070	5	2.9	约4	B	[21]
	925	4°12'N 43°29'W	3041	2.6	3.2	3.1	B	[22]

a) P: 浮游, B: 底栖

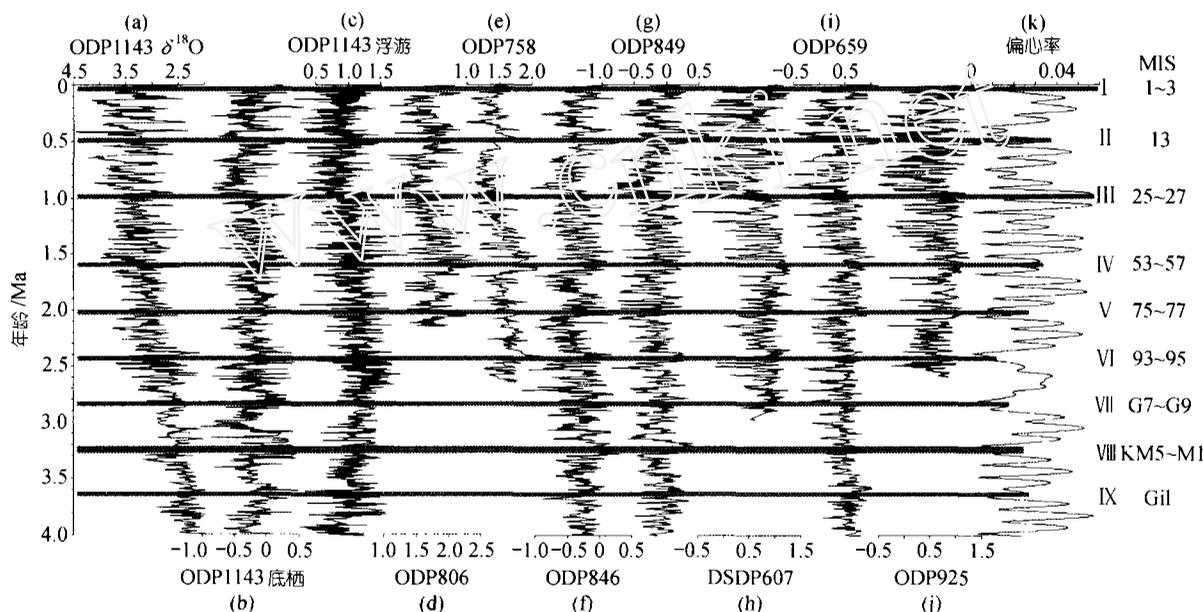


图2 全球大洋近4 Ma 来碳同位素记录的对比(位置及水深见表1)

西太平洋: (a) ODP1143 底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$ ; (b)  $\delta^{13}\text{C}$ ; (c) 浮游有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$ ; (d) ODP806 浮游有孔虫  $\delta^{13}\text{C}^{[14]}$ ; 印度洋: (e) ODP758 浮游有孔虫  $\delta^{13}\text{C}^{[14]}$ ; 东太平洋: (f) ODP846 底栖有孔虫  $\delta^{13}\text{C}^{[17]}$ ; (g) ODP849 底栖有孔虫  $\delta^{13}\text{C}^{[16]}$ ; 北大西洋: (h) DSDP607 底栖有孔虫  $\delta^{13}\text{C}^{[20]}$ ; (i) ODP659 底栖有孔虫  $\delta^{13}\text{C}^{[21]}$ ; (j) ODP925 底栖有孔虫  $\delta^{13}\text{C}^{[22]}$ ; (k) 偏心率. 灰条示 0.4 ~ 0.5 Ma 周期性的碳同位素重值期 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ ), 而且在第四纪以前与偏心率低值期 (K) 相对应; 右侧 I ~ IX 示  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  期序次, MIS 示氧同位素分期

表2 世界大洋 3 Ma 内的碳同位素重值期

$\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$	同位素分期(MIS)	年龄/Ma
I	1 ~ 3	0 ~ 0.05
II	13	0.47 ~ 0.53
III	25 ~ 27	0.95 ~ 1.00
IV	53 ~ 57	1.55 ~ 1.65
V	75 ~ 77	2.00 ~ 2.06
VI	93 ~ 95	2.38 ~ 2.44
VII	G7 ~ G9	2.73 ~ 2.80
VIII	KM5 ~ M1	3.20 ~ 3.29
IX	Gi1	3.56 ~ 3.61

旋回的关系: 每次碳同位素重值期之后, 都紧接着冰期旋回的“转型”和冰盖体积的大幅度增加<sup>[13]</sup>. 约 0.5 Ma 前 MIS 13 期的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-11}}$  期之后, 发生碳位移(carbon shift, 指  $\delta^{13}\text{C}$  值变轻), 导致了 MIS12/11 期的冰盖巨变和所谓“中布容事件(Mid-brunhes event)”<sup>[23]</sup>; 1 Ma 前的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-11}}$  和随后的碳位移, 导致了 MIS 22 期的大冰期和从 40 ka 转到 0.1 Ma 冰期旋回的“中更新世革命(Mid-pleistocene revolution)”<sup>[24]</sup>. 为说明这种关系, 不妨以  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-11}}$  为例, 加以剖析.

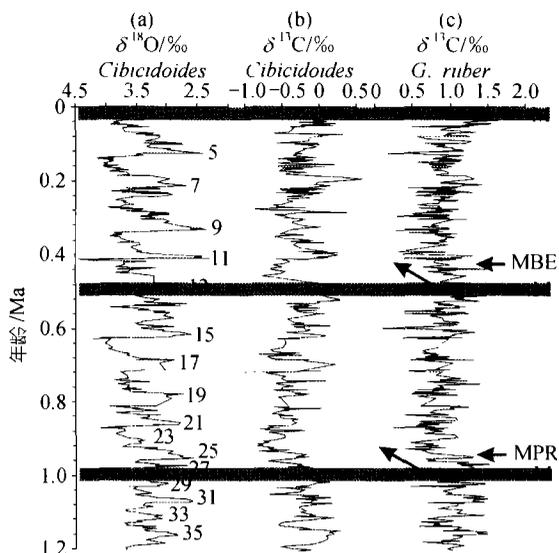


图 3 ODP1143 站 1.2 Ma 来的氧、碳同位素比较  
(a) 底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$ ; (b) 底栖有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$ ; (c) 浮游有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$ 。数码表示氧同位素分期(MIS), 灰色横条示碳同位素重值期( $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ ), MBE 示“中布容事件”, MPR 示“中更新世革命”, 斜向箭头指示碳同位素重值期发生在冰期旋回转型、冰盖范围增大之前<sup>[13]</sup>。

在距今 0.53 ~ 0.47 Ma 前的 MIS 13 期, ODP1143 井浮游有孔虫的  $\delta^{13}\text{C}$  变重, 几乎高达 1.5‰; 随即发生“碳位移”变轻, 到 MIS 12 期末降到 0.4‰, 除去高频变化后, 基值下降仍达约 0.3‰, 同时  $\delta^{13}\text{C}$  变幅大增; 在 MIS 3-1 期时,  $\delta^{13}\text{C}$  再度变重, 进入新一轮的重值期  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-I}}$  (图 3(c))。底栖有孔虫的  $\delta^{13}\text{C}$  与之相似, 所不同的是 MIS 12 期一次强烈的碳偏移, 减幅竟达 0.8‰之多, 到 MIS 11 期突然恢复(图 3(b)), 估计是深层水变迁的记录。要强调的是  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  与碳位移之后, 出现了氧同位素值的突变: 底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  从 MIS 12 到 MIS 11 突然减轻约 2‰ (图 3(a)), 这是近 6 Ma 以来最大幅度的跃变<sup>[25]</sup>, 代表着一次特大规模的冰盖融化和海面上升事件。据认为 0.43 Ma 前 (MIS 12/ 11 间) 的海面, 从比末次冰期还低 20 m 处, 突然上升到现代海面以上 20 m 的高度, 如此幅度的变化, 推断是南极冰盖局部崩垮所致, 造成所谓的“中布容事件”。由于当时轨道参数引起的辐射量变化过于微小, 冰盖的巨变不可能单靠物理因素解释 (即前述“11 期难题”), 因此答案很可能就在 MIS 13 期的碳同位素重值事件和 MIS 12 期的碳位移<sup>[13]</sup>。

在  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  期间的大洋, 究竟发生了什么事件? 我们可以再以 MIS 13 期为例加以分析。赤道印度洋 MD 900963 站(5°03'N, 73°52'E, 水深 2446 m) 的沉积

柱状样分析表明, MIS 13 期之初的 0.525 Ma 前出现浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  特轻的“Y 事件”, 接着又在 0.51 Ma 前突然变重呈现“X 事件”, 两者之间的  $\delta^{18}\text{O}$  变幅达 2‰ 之多(图 4(f)), 说明 Y 事件是冲淡水覆盖海面的结果, 应当反映季风降雨和洪水事件<sup>[26]</sup>。与此同时, 地中海东部在 0.525 ~ 0.528 Ma 前出现厚层腐泥(图 4(e)), 推测是非洲季风异常强烈的后果<sup>[27]</sup>; 赤道大西洋亚马逊河三角洲外的大洋钻探, 也发现 MIS 13 期陆源碎屑物通量达到最高值(图 4(g)), 反映亚马逊河流域的降水和侵蚀事件<sup>[28]</sup>。在亚洲大陆, 相当 MIS 13 期的 S5-1 层古土壤层磁化率值最高(图 4(h)), 是黄土剖面中化学风化最深、反映夏季风最强的时期<sup>[29]</sup>。总之,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  期间整个热带大洋和低纬地区处在季风强化的异常湿热环境。正在这段  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-II}}$  事件之后发生“碳位移”, 接着就是 MIS12 即 0.43 Ma 前的特大冰期(图 3), 可见是  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-II}}$  期的碳循环巨变, 引起了 MIS12 期的冰盖大增和以 MIS11 期为中心的“中布容事件”。

碳同位素重值事件导致冰盖大增的记录, 并不以  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-II}}$  为限, 在  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-III}}$  与“中更新世革命”之间, 也有类似的关系<sup>[13]</sup>。从图 3 可以看出, ODP1143 井在 1 ~ 0.95 Ma 前 (MIS 25 ~ 27 期) 的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-III}}$  事件之后, 同样发生了碳位移和随后的冰盖增大。亚马逊河三角洲外的 ODP 925 井的高分辨率分析, 同样证明了此种关系<sup>[30]</sup>。与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-II}}$  不同, 这次事件的后果不仅是冰盖扩大, 而且是冰期旋回的延长或者“转型”: 由原来的 40 ka 斜率周期为主, 转成以 0.1 Ma 偏心率周期为主, 即所谓的“中更新世革命”<sup>[24]</sup>。至于 1.65 ~ 1.55 Ma 前 (MIS 53 ~ 57) 的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-IV}}$  期, 尽管资料稀少, 也发现在 1.5 ~ 1.4 Ma 前 0.1 Ma 偏心率周期便已开始出现<sup>[31]</sup>; 而 1.55 Ma 前的 MIS 52 期之后, 南大洋的海冰大增、深层水流发生改组<sup>[32]</sup>, 足见也曾影响冰期旋回发展的进程。

### 1.3 大洋碳储库改组与碳系统的第四纪分期

上述碳同位素反映的长周期, 其实在碳酸盐沉积的研究中早已发现。20 多年前在赤道太平洋的研究中, 就已经注意到第四纪和中中新世都有 0.4 ~ 0.5 Ma 的长周期, 推测与轨道周期有关<sup>[33]</sup>。后来, 又在大西洋和印度洋的热带海区的沉积物中发现 0.5 Ma 的文石周期(图 5(d))<sup>[34]</sup>, 在热带印度洋沉积物有 0.5 Ma 左右的粗颗粒周期, 振幅显著(图 5(c))<sup>[35]</sup>, 同样的周期也见于南海 ODP1143 井的粗颗粒曲线(图 5(b)),

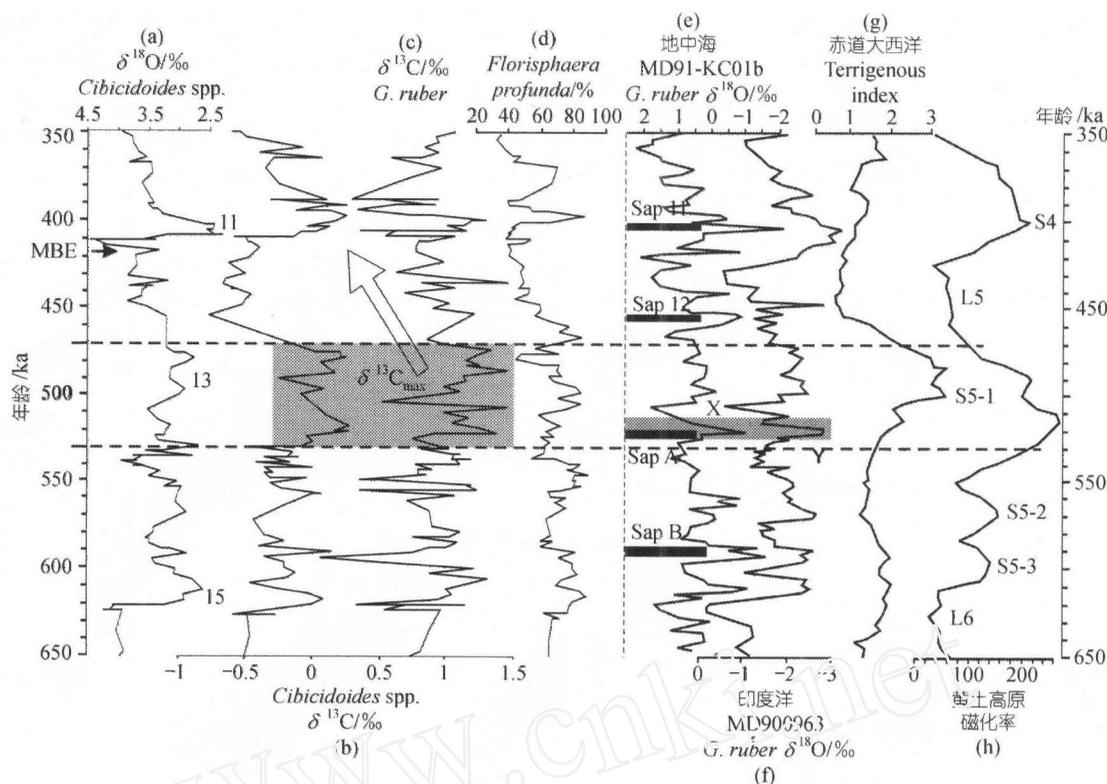


图4  $\delta^{13}C_{max-II}$ 期(相当 MIS13)前后发生的古环境事件

南海 ODP1143 站: (a) 底栖有孔虫  $\delta^{18}O$ (MBE: 中布容事件); (b) 底栖有孔虫  $\delta^{13}C$ ; (c) 浮游有孔虫  $\delta^{13}C$ ; (d) 钙质超微化石 *Florisphaera profunda*%; 其他海洋: (e) 地中海 KC01b 站(36°15'N, 17°44'E, 水深 3643 m)浮游有孔虫  $\delta^{18}O$  与腐泥层(Sap): “Sap A”为异常腐泥层<sup>[27]</sup>; (f) 赤道印度洋浮游有孔虫 MD900963 站  $\delta^{18}O$ , 示  $\delta^{18}O$  事件 Y 与 X<sup>[26]</sup>; (g) 赤道大西洋 ODP929/925 站陆源物相对堆积速率(“Terrigenous index”)<sup>[28]</sup>; (h) 黄土高原组合磁化率(S: 古土壤, L: 黄土)<sup>[29]</sup>

而且都与碳同位素的长周期相互对应(图 5(a)). 至少在印度-太平洋区, 碳酸盐 0.5 Ma 长周期从水深 540 m(如印度洋的 ODP716 站)到 4500 m(如赤道太平洋 V24-58)的海底都有发现, 可见反映的是整个水柱的变化, 不能归结为深层海流改组引起的深海溶解作用.

无论碳同位素还是碳酸盐沉积, 都是大洋碳循环和碳储库变化历史的载体. 大洋水体中的碳储库是大气的大约 60 倍, 溶解的无机碳受海水的碱度调控, 以不同比例呈  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$  和  $CO_2$  等形式存在. 海水通过“生物泵”、“碳酸盐泵”和排气作用、深海碳酸盐溶解作用等过程, 与大气和海底的岩石圈进行碳交换, 构成了地球系统中碳循环的重要环节, 同时也影响着海水的  $\delta^{13}C$  和海底的  $CaCO_3$ . 地质尺度上海水  $\delta^{13}C$  值的变化, 最主要的是受碳通量中有机碳与无机碳的比值控制, 而碳酸盐是无机碳的主体, 因此

碳同位素和碳酸盐在 0.5 Ma 长周期上一致变化, 意味着大洋碳系统发生改组, 也必然对整个地球系统的碳循环产生影响. 0.5 Ma 前的  $\delta^{13}C_{max-II}$  事件不仅导致 MIS 12/11 之交的冰盖巨变, 也导致了以 0.4 Ma 前 MIS 11 期为中心的“中布容”深海碳酸盐溶解事件<sup>[23]</sup>, 决不是偶然的巧合.

在第四纪气候历史的研究中, 通常以反映冰盖消长的  $\delta^{18}O$  作为标准, 把反映碳系统的  $\delta^{13}C$  变动看作冰盖变化的后果; 即使察觉了  $\delta^{13}C$  的周期, 也难以找到和轨道驱动的联系<sup>[22]</sup>. 南海 ODP1143 井的新发现, 为第四纪历史提供了新的视角:  $\delta^{13}C$  反映的大洋碳系统的变化, 并不只是冰盖变化的消极响应; 碳循环和碳储库的变化本身就接受轨道驱动, 有着自己的周期性. 从碳系统的角度来看, 第四纪可以根据 4 次  $\delta^{13}C_{max}$  事件分为三段, 每一段代表着冰盖发育的新阶段(图 6; Wang 等人<sup>1)</sup>). 有趣的是这种划分与南大

1) Wang P, Tian J, Chen X, et al. Major pleistocene stages in a carbon perspective: the South China Sea record and its global comparison

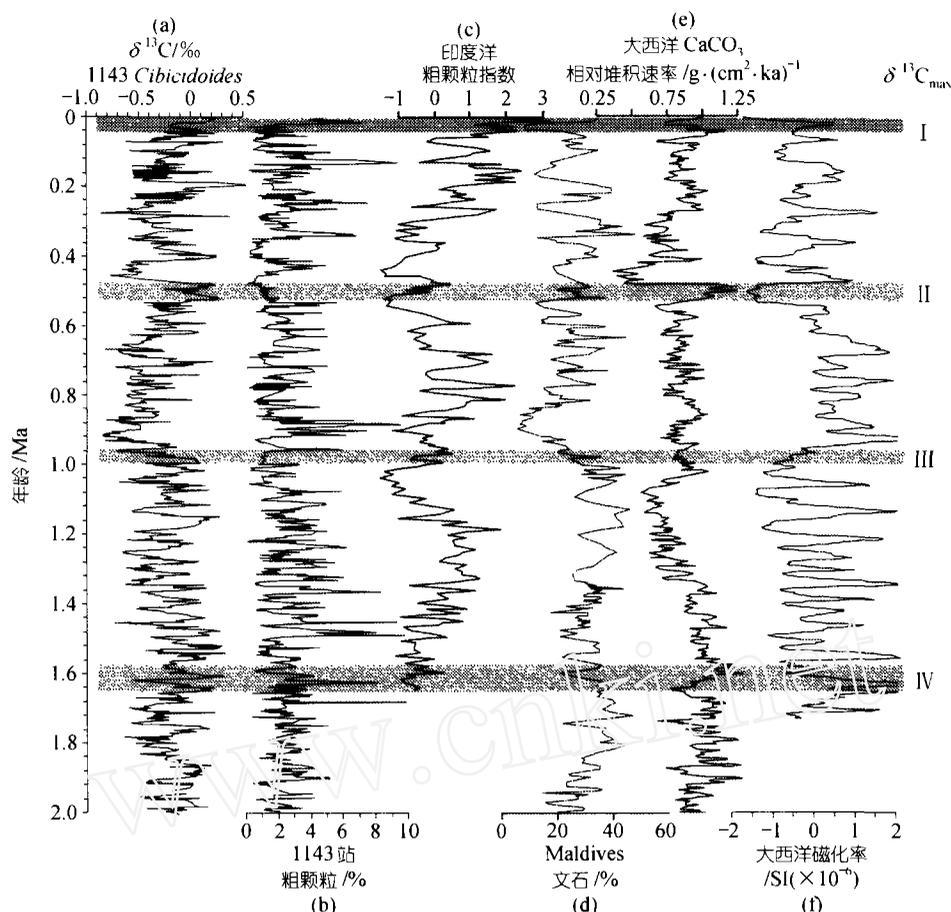


图 5 近 2 Ma 来大洋  $\delta^{13}C_{max}$  与碳酸盐沉积周期的比较

(a) ODP1143 站底栖有孔虫  $\delta^{13}C$ ; (b) 同站粗颗粒( $>63 \mu m$ )%; (c) 热带印度洋综合粗颗粒指数<sup>[35]</sup>; (d) 热带印度洋 ODP716B 站( $4^{\circ}56'N, 73^{\circ}17'E$ , 水深 540 m) 细粒文石%<sup>[34]</sup>; (e) 赤道大西洋 ODP926/925 站  $CaCO_3$  相对堆积速率<sup>[28]</sup>; (f) 亚热带南大西洋磁化率组合值(SUSAS)<sup>[36]</sup>

西洋研究的结果不谋而合: Schmierer 等人<sup>[36]</sup>分析了南大西洋亚热带海区一系列深水柱状样的磁化率记录后,发现所谓的“中更新世革命”其实是一个特殊的过渡阶段,因此第四纪在气候转型上可以分为“41 ka”期、“过渡期”和“100 ka”期 3 个阶段(图 6(a)),与我们  $\delta^{13}C$  的界限一致(图 6(b)). 更早的三分方案是 Berger 等人<sup>[24]</sup>提出的,建议以 15 个斜率周期即每 0.6 Ma 为单位,将 1.8 Ma 分为三截,分别称为“米兰柯维奇(Milankovitch)期”、“克罗尔(Croll)期”和“拉普拉斯(Laplace)期”(图 6(c)). 该方案同样从冰期旋回的转型着眼并且构思巧妙,可惜其分期界限人为成分偏多,未获广泛采用。

#### 1.4 前第四纪的大洋碳系统长周期

将图 2 中各站的  $\delta^{13}C$  曲线(图 2(b)~(j))与偏心率曲线(图 2(k))相比,就不难发现在近百万年以前,

$\delta^{13}C_{max}$  都发生在偏心率的低值期,呈现 0.4 Ma 周期;近百万年以来  $\delta^{13}C$  周期延长到 0.5 Ma,并不与偏心率低值对应. 为理解这种差别,需要考察更长时期的  $\delta^{13}C$  历史。

具有高分辨率同位素数据又经天文调频的最老记录,来自渐新世-中新世之交,赤道大西洋 ODP 929 孔将近 5 Ma(25.4~20.5 Ma)的地层,其中底栖有孔虫的氧、碳同位素都有明显的 0.4 Ma 以及 0.1 Ma 周期(图 7(a)),而且  $\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C$  两者方向一致,  $\delta^{13}C_{max}$  相当  $\delta^{18}O$  重值即冰盖增大期,并与偏心率低谷相对应,可见当时碳循环与冰期旋回的关系相当简单而且一致,偏心率驱动效果显著<sup>[37,38]</sup>. 这种关系在中新世中期继续维持,尽管缺乏天文调谐的年代序列,从 17~13.5 Ma 的 6 次  $\delta^{13}C_{max}$  事件(即 CM1~CM6)平均间隔 0.44 Ma,与 0.413 Ma 的岁差周期十

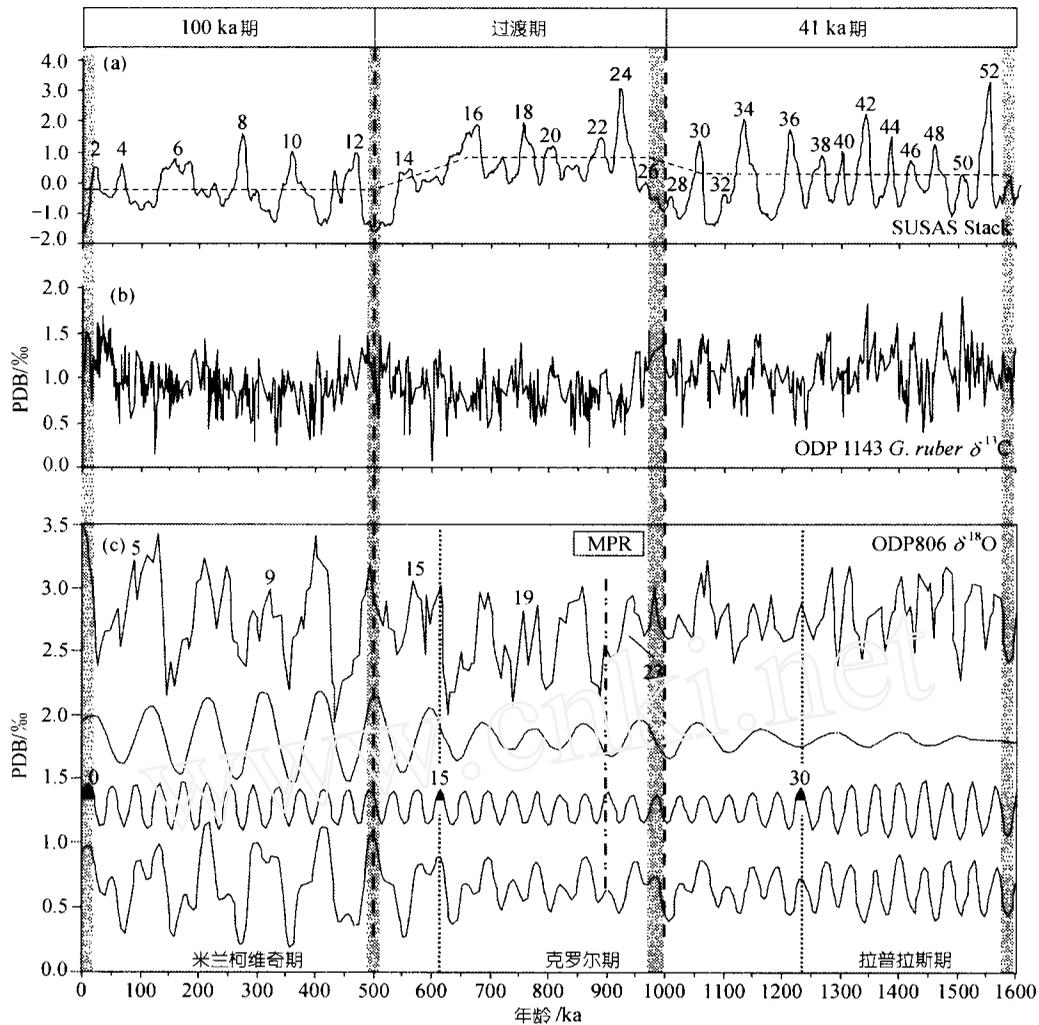


图6 根据大洋碳系统的演变划分的第四纪 1.6 Ma 三大阶段

(a) 根据亚热带南大西洋沉积物磁化率(SUSAS)三分为“100 ka期”、“过渡期”和“100 ka期”<sup>[36]</sup>; (b) 根据南海 ODP1143 站的 4 次  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  事件三分; (c) 根据热带西太平洋 ODP806 站底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  分为“Milankovitch”, “Croll”和“Laplace”3 期, 反映不同的主导气候周期<sup>[24]</sup>

分相近, 而且也与  $\delta^{18}\text{O}$  重值对应(图 7(b))<sup>[39]</sup>. 氧、碳同位素在偏心率长周期上协同变化的格局, 一直到上新世仍然保持, 至少在 3 Ma 前还相当明显(图 7(c)), 相信这是南极冰盖冰期旋回的表现. 随着北半球冰盖的发育, 氧、碳同位素在长周期上的相互关系复杂化, 到近百万年  $\delta^{18}\text{O}$  记录中 0.1 Ma 周期突出, 0.4 Ma 周期衰落;  $\delta^{13}\text{C}$  则呈现出 0.5 Ma 周期, 取代 0.4 Ma 周期, 并不再与偏心率低值对应. 正由于这种原因, 以晚第四纪为主要研究对象的米兰柯维奇学说, 长期以来未能将 0.4 Ma 周期纳入视野. 南海 ODP 1148 井(18°50'N, 116°34'E; 水深 3294 m)提供了 24 Ma 来连续的同位素记录<sup>[1]</sup>, 贯穿上述 3 个时段. 将其  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  作一比较, 可以得出相似的结论; 而且 0.4 Ma

长周期在  $\delta^{13}\text{C}$  记录中相对稳定, 尤其是近 3 Ma 一直较强, 与  $\delta^{18}\text{O}$  记录中的大幅度变化不同.

总的说来, 第四纪以前碳、氧同位素在偏心率周期上的变化相对一致; 而随着北半球冰盖的增长, 近百万年来两者对轨道驱动响应不再耦合. 因此, 最近百万年属于非常特殊的时期; 碳同位素长周期与偏心率一致, 才是地质长记录中的正常现象. 换句话说, 晚新生代先后存在过两类  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ : 第四纪以前,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  呈 0.4 Ma 周期性, 每当偏心率驱动经历 0.4 Ma 一次的低谷时,  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  都进入重值期, 反映了碳循环对于轨道驱动响应, 和冰期旋回在偏心率周期上的一致性; 第四纪以来, 碳同位素重值期出现的周期变为约 0.5 Ma, 并不与偏心率低谷对应, 也

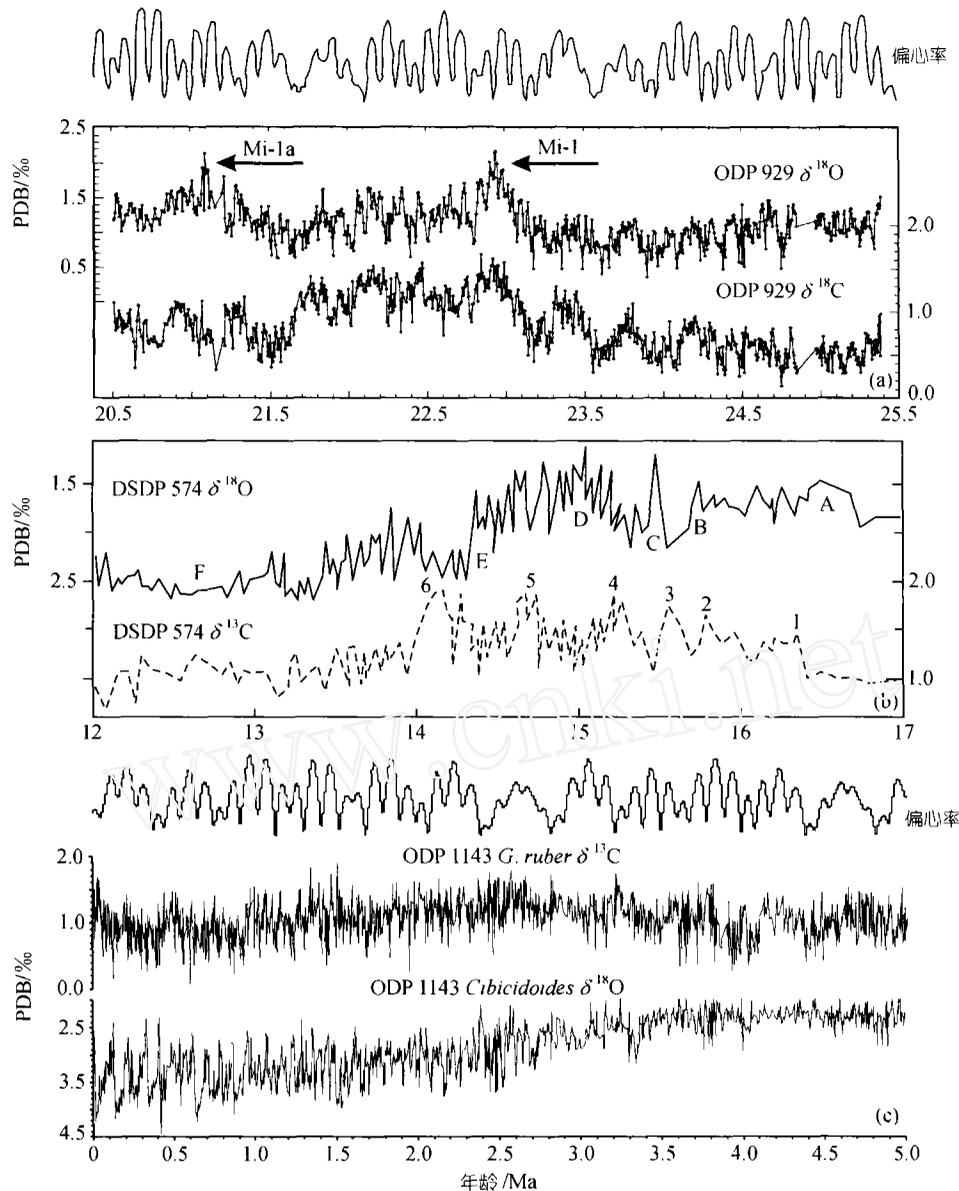


图 7 晚新生代三个时段氧、碳同位素的比较

(a) 渐新世末至中新世初(20.5 ~ 25.4 Ma), 赤道西大西洋 ODP929 站(5°58'N, 43°44'W; 水深 4358 m), 附偏心率<sup>[37]</sup>; (b) 中中新世(12 ~ 17 Ma), 赤道东太平洋 DSDP574 站(4°12'N, 133°19'W; 水深 4561 m); 图中 A ~ F 示  $\delta^{18}\text{O}$  事件, 1 ~ 6 示  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  事件 CM1 ~ CM6<sup>[39]</sup>; (c) 上新世-更新世(0 ~ 5 Ma), 南海南部 ODP1143 站, 附偏心率

不与  $\delta^{18}\text{O}$  重值期相一致, 但每次  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  都引起冰期旋回的“转型”和冰盖体积的大幅度增加<sup>[13]</sup>. 下面我们将要论证  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  的周期性出现, 实际上是热带过程的产物和低纬区对于轨道驱动响应. 因此上述差异, 很可能反映了南、北两极冰盖的消长, 与热带过程之间的不同关系: 南极冰盖与热带海区的联系畅通, 相互关系简单; 而被大陆包围的北极冰盖与热带海区的通道受阻, 相互关系复杂.

## 2 气候演变中的热带驱动

### 2.1 热带驱动及其周期性

既然碳同位素变化并非消极追随氧同位素, 大洋碳储库有着自己的变化周期, 那么碳循环这种 0.4 ~ 0.5 Ma 的长周期变化, 是如何引起的? 前面谈到  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-II}}$  即 MIS 13 期低纬区降水剧增的事件(见图 4), 可见碳同位素重值事件可能与热带过程相关. 为

辨识高纬或低纬驱动,地质记录中周期性的特征可以提供重要根据。

不同纬度对轨道周期各种参数的反应不一。低纬区主要受 20 ka 的岁差周期影响,高纬区更多受 40 ka 的斜率周期影响,分别是气候系统对轨道驱动的“季风响应”和“冰盖响应”<sup>[40]</sup>。由于岁差( $\sin\omega$ )周期气候效应(“气候岁差”,  $\varepsilon\sin\omega$ )的变幅受地球偏心率( $e$ )控制,因此 20 ka 的岁差周期和调控其变幅的 0.1 及 0.4 Ma 偏心率周期,都是低纬过程的特征<sup>[41]</sup>。由于赤道区太阳每年直射两次,因而还产生出约 10 ka 的“半岁差周期”<sup>[42,43]</sup>。结果是低纬区气候响应的周期种类最为多样<sup>[44]</sup>,从 10 ka 到 0.4 Ma 甚至 2 Ma 都有,而这正是 ODP1143 井浮游有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$  频谱的特征。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  的 0.4 Ma 周期,热带表层水  $\delta^{13}\text{C}$  频谱的丰富多样,和第四纪  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  期记录的热带气候巨变,正说明大洋碳储库改组与热带过程之间的密切关系。

从地质历史的长河来看,热带驱动的气候旋回应当更加显著;当地球系统处于极地无大型冰盖的“暖室期”时,更是气候周期的主要动力。果然,0.4 和 0.1 Ma 的偏心率周期,无论在北美 Newark 群晚三叠世热带湖泊的韵律层系<sup>[45]</sup>,德国中白垩世阿尔必阶陆架沉积的碳酸盐含量<sup>[46]</sup>,北大西洋晚始新世沉积的 Ca/Fe 比值<sup>[47]</sup>中都已经发现;20 ka 左右的岁差周期也有广泛记录。可见在暖室期时,斜率的作用据次要地位<sup>[48]</sup>;随着北极冰盖的发育,作为高纬区特征的斜率周期作用增大,但岁差与偏心率仍然在驱动季风等热带过程中起着主导作用,无论是反映非洲季风的中海腐泥层<sup>[49]</sup>,或者热带大西洋的风尘沉积<sup>[21]</sup>中,0.4 Ma 周期都至为明显,而且可以通过碳系统的长周期调控冰期旋回的进程。

在各种轨道参数中,0.4 Ma 的偏心率长周期被认为具有特殊意义。由于热带驱动在“暖室期”和“冰室期”中始终存在,0.4 Ma 周期又具有天文上的稳定性<sup>[47]</sup>,有可能成为地质计时的“钟摆”和“音叉”。尤其是较早的地质年代,由于受时间分辨率的限制,岁差周期难以识别,0.4 Ma 的偏心率周期正是最为适用的时间标尺<sup>[50]</sup>。

## 2.2 硅藻与碳储库:工作假说

尽管我们确定了  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  与热带过程的关系,但大洋碳储库究竟发生什么变化,为什么会与偏心率的 0.4 Ma 周期对应,到近百万年又如何变成 0.5 Ma,尚属未解之谜。根据现有资料,我们目前提出的只是

工作假说,认为是化学风化作用导致陆地硅元素输入大洋的长周期变化,影响大洋浮游植物中硅藻与颗石藻比值,以致沉降颗粒中有机碳与无机碳比例变化的结果。

已经确认,海洋“生物泵”对大气  $\text{CO}_2$  的调控,与浮游植物的组成相关。进入地质记录的浮游植物群主要成分硅藻和颗石藻,在碳循环中起着不同的作用:硅藻只产生有机碳,而颗石藻还产生碳酸钙成分的骨骼。由于它们在生成有机碳时吸收大气  $\text{CO}_2$ ,生成碳酸钙时释放  $\text{CO}_2$ ,两类浮游植物的比例改变便可以造成碳循环的变化;同时海水  $\delta^{13}\text{C}$  取决于有机碳和无机碳(碳酸盐)埋葬速率的比值,硅藻和颗石藻的比值也能改变海水的  $\delta^{13}\text{C}$ 。正是根据上述原理,近年来提出了由硅藻繁盛导致大气  $\text{CO}_2$  浓度变化的“蛋白石假说”<sup>[51]</sup>。然而,硅藻与颗石藻的比值又取决于陆地硅的供应,当硅质供应充分时硅藻繁盛,颗石藻受到压抑,大洋“沉积雨”中有机碳相对无机碳的比值就会增高,就可以降低大气  $\text{CO}_2$ <sup>[52]</sup>。估算表明,如果从大洋混合层下降的方解石(颗石藻)通量下降 40%,便足以使大气  $\text{CO}_2$  浓度从 280  $\mu\text{g}/\text{L}$  降到 200  $\mu\text{g}/\text{L}$ <sup>[53]</sup>。冰期时风尘搬运加强,大洋硅输入增多,就会减少颗石藻的通量<sup>[54]</sup>;但是现代河流从低纬陆地输入大洋的硅,是冰期风尘输送的 10 倍以上,是海水中硅的首要来源<sup>[55]</sup>,由此引起的硅藻生产力增高,也必然导致海水中  $\delta^{13}\text{C}$  变重。因此,低纬区夏季风和陆地风化作用受 0.4 Ma 的偏心率长周期影响,可以通过硅的供应和硅藻的盛衰而最终造成海水碳储库的长周期,表现为  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ 。如果上述假设成立,热带区对轨道驱动响应,就可以通过碳循环进入全球气候系统,对高纬区的冰盖变化进行调控<sup>[13]</sup>。

当发现近 0.2 Ma 来冰期旋回中  $\delta^{13}\text{C}$  变幅逐步减少时,前人已经考虑到偏心率引起化学风化作用长周期的可能<sup>[56,57]</sup>;而最近 ODP1145 站的地球化学分析,发现了化学风化作用的 0.4 Ma 周期<sup>[58]</sup>。ODP1143 站次表层水的有孔虫 *Pulleniatina obliquiloculata* (%) 在  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-1,II}}$  时出现最低谷,超微化石 *Florisphaera profunda* (%) 正好从  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-II}}$  开始明显下降(图 4(d)),说明海水上层结构和浮游生物群发生剧变<sup>[59]</sup>,这些都是对上述假说的支持。由于海水中硅不饱和,硅藻形成的蛋白石一般在水层中溶解而不能进入沉积,但某些“巨型”硅藻可以在寡养海区突然勃发,并形成单种硅藻层,相应的硅藻沉积层亦已有多处发

现<sup>[36,60,61]</sup>,这也增强了硅藻影响碳循环的可能性.当然,此项工作假说目前不过是初步设想,有待今后大量工作加以具体化和验证.

### 2.3 冰期旋回的双重驱动

ODP 184 航次研究的重要成果,在于对冰期旋回取得的新认识.在文献[1]综合报道中,已经指出从长序列着眼研究气候旋回的必要性,用 1148 站 20 Ma 左右的记录表明,气候系统对轨道驱动响应方式随着冰盖增长而改变,通常所指第四纪晚期的米兰科维奇周期,只是在两极冰盖增大后的特殊情况<sup>[1]</sup>.本文又根据 ODP1143 站 5 Ma 的高分辨率记录,发现大洋碳循环长周期的存在,提出碳储库与冰盖的相互关系的新认识,所有这些对于全面理解气候系统的轨道驱动具有重要意义.从晚新生代长序列记录考察氧、碳同位素的相互关系,可以看到第四纪气候变化周期的特殊性,而冰期旋回其实是高纬与低纬区对轨道驱动的不同响应,通过冰盖的物理过程和碳循环的生物地球化学过程,两者相互结合,实行“双重驱动”的表现.

可见,单纯将第四纪冰期旋回解释为北半球高纬区辐射量变化的结果,认为低纬过程只是其消极响应的看法,是不全面的.而且米兰柯维奇学说传统版本中的一系列“难题”,也有可能运用上述“双重驱动”的认识去寻求回答: MIS 12/11 之交的辐射量微弱变化不足以解释冰盖的巨变,但 MIS 13 期的  $\delta^{13}C_{max-II}$  事件导致碳偏移和 MIS 12 期的大冰盖<sup>[13]</sup>,这就回答了“11 期难题”;原来以为冰期气候旋回中只有 0.1 Ma 而没有 0.4 Ma 周期,现在碳循环 0.4 Ma 长周期及其与氧同位素关系的发现,说明这种长周期驱动着热带气候并且调控着冰期旋回,从而回答了“0.4 Ma 难题”;此外,20 Ma 以来 0.1 和 0.4 Ma 偏心率周期的盛衰起伏,也为解答“0.1 Ma 难题”提供了新的视角;热带驱动的提出,也就解释了岁差周期在南北半球的同时性;低纬驱动和碳系统调控冰期旋回的证据,更是与近年来 CO<sub>2</sub> 和中、低纬区温度超前于冰盖的许多新发现相一致.

“双重驱动”之所以重要,还因为它涉及人类社会对未来气候环境预测的基本依据.同样是根据米兰柯维奇理论,30 年前科学界预言“本次暖期行将结束”<sup>[62]</sup>,如今又出现“本次间冰期还将延续 50 ka”的推测<sup>[63]</sup>,至今说法不一,局外人难免困惑.分歧的关键在于对碳循环天然变化趋势的不同估价:有的科学

家假定 CO<sub>2</sub> 将继续新生代后期的下降趋势,认为下次冰期已经在来临<sup>[64]</sup>;有的则假定后 130 ka 的 CO<sub>2</sub> 变化,将重复前 130 ka 的曲线,得出下次冰期远在 50 ka 之后的推论(图 8)<sup>[63]</sup>.其实两者都缺乏根据,都没有考虑碳循环本身的周期性.值得注意的是当前的地球系统正在进入偏心率的低谷,岁差变幅正在减弱<sup>[63]</sup>,而大洋碳系统已经进入新一轮的同位素重值期( $\delta^{13}C_{max-I}$  事件,图 3),季风气候反常已经在 MIS 3 期出现<sup>[65]</sup>,如果对于碳系统的巨大变化不加理睬,那就不可能正确预测 CO<sub>2</sub> 和气候的长期变化.这就是说,在我们认识大气 CO<sub>2</sub> 天然变化趋势之前,在认清碳系统和冰期旋回的关系之前,科学地预测未来变化趋势是不可能的.

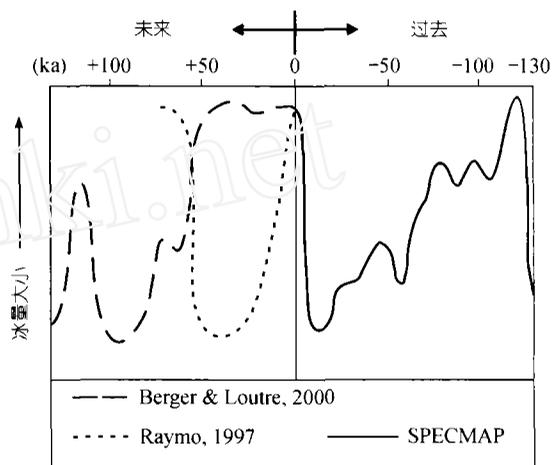


图 8 对未来冰期的不同估计  
据 Raymo<sup>[64]</sup>下次冰期正在来临;据 Berger 等人<sup>[63]</sup>本次间冰期还将延续 50 ka(均不考虑人类影响)

### 3 结束语

南海大洋钻探的研究,为大洋碳系统的演变周期及其在冰期气候旋回中的作用,得出了新认识:

(i) 大洋碳同位素具有 0.4 Ma 长周期,表现为重复出现的碳同位素重值期( $\delta^{13}C_{max}$ ),在第四纪以前与偏心率长周期的低谷相对应,到第四纪时变为 0.5 Ma,与偏心率低谷不再对应;

(ii) 碳同位素重值期时大洋碳系统发生改组,其中的机理尚未认识,但 0.5 Ma 前碳同位素重值期( $\delta^{13}C_{max-II}$ )时,有低纬区普遍的降水强化事件,推测是低纬过程导致碳系统的改组,很可能是化学风化作用通过硅藻在浮游植物中比例变化的结果;

(iii) 第四纪的  $\delta^{13}C_{max}$  事件之后,冰盖大幅度扩增、甚至冰期旋回周期性发生改变,可见低纬过程可

以通过碳系统调节冰盖的变化,碳系统的演变具有自己的周期性;当前地球正在经历又一次碳同位素重值期,不认识碳系统的演变,科学地预测气候系统长期变化趋势是不可能的;

(iv) 晚新生代 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 记录表明,碳系统与冰盖变化在0.4 Ma长尺度上相互一致,可能反映了南极冰盖与低纬过程的协调关系,而到第四纪北极冰盖增大之后,两者关系“脱钩”而趋于复杂,可能反映北极冰盖与热带过程的复杂关系;

(v) 传统概念上的米兰柯维奇周期,只从晚第四纪的特例出发,过分强调北半球高纬区的作用,冰期旋回其实是高纬与低纬区对轨道驱动的不同响应,通过冰盖的物理过程和碳循环的生物地球化学过程,两者相结合,实行“双重驱动”的结果。

**致谢** 分析研究的样品及资料由国际大洋钻探计划提供。本工作受国家自然科学基金项目(批准号:49999560)和国家重点基础研究发展规划项目(G2000078500)资助。

### 参 考 文 献

- 汪品先,赵泉鸿,翦知涛,等.南海三千万年的深海记录.科学通报,2003,48(21):2206-2215
- Imbrie J, Berger A, Boyle E A, et al. On the structure and origin of major glaciation cycles, 2, the 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 1993, 8: 699-735
- Clement A C, Seager R, Cane M A. Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography*, 1999, 14: 441-456
- Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 1999, 399: 429-436
- Shackleton N J. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 2000, 289: 1897-1902
- Webster P J. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Rev Geophys*, 1994, 32: 427-476
- Kerr R A. The tropics return to the climate system. *Science*, 2001, 292: 660-661
- Lea D W, Pak D K, Spero H J. Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*, 2000, 289: 1719-1724
- Cane M A, Evans M. Do the tropics rule? *Science*, 2000, 290: 1107-1108
- Wang P, Prell W, Blum P, et al. Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial Reports, Volume 184. College Station: Ocean Drilling Program, 2000. 77
- Tian J, Wang P, Cheng X, et al. Astronomically tuned Pliocene-Pleistocene benthic  $\delta^{18}\text{O}$  record from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 203: 1015-1029
- 汪品先,田军,成鑫荣.第四纪冰期旋回转型在南沙深海的记录.中国科学,D辑,2001,31(10):793-799
- Wang P, Tian J, Cheng X, et al. Carbon reservoir change preceded major ice-sheets expansion at Mid-Brunhes Event. *Geology*, 2003, 31: 239-242
- Schmidt H, Berger W H, Bickert T, et al. Quaternary carbon isotope record of pelagic foraminifers: Site 806, Ontong Java Plateau. *Proc ODP Sci Results*, 1993, 130: 397-409
- Shackleton N J, Hall M A. Stable isotope history of the Pleistocene at ODP Site 677. *Proc ODP Sci Results*, 1989, 111: 295-316
- Mix A, Pisias N G, Rugh W, et al. Benthic foraminifer stable isotope record from Site 849 (0-5 Ma): local and global climate changes. *Proc ODP Sci Results*, 1995, 138: 371-412
- Shackleton N J, Hall M A, Pate D. Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. *Proc ODP Sci Results*, 1995, 138: 337-355
- Chen J, Farrell J W, Murray D W, et al. Timescale and paleoceanographic implications of a 3.6 m.y. oxygen isotope record from the northeast Indian Ocean (Ocean Drilling Program Site 758). *Paleoceanography*, 1995, 10: 21-47
- Farrell J W, Janecek T R. Late Neogene paleoceanography and paleoclimatology of the northern Indian Ocean (Site 758). *Proc ODP Sci Results*, 1991, 121: 297-355
- Raymo M E, Ruddiman W F, Backman J, et al. Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. *Paleoceanography*, 1989, 4: 413-446
- Tiedemann R, Sarnthein M, Shackleton N J. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic  $\delta^{18}\text{O}$  and dust flux records from Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography*, 1994, 9: 619-638
- Bickert T, Curry W B, Wefer G. Late Pliocene to Holocene (2.6-0 Ma) western Equatorial Atlantic deep-water circulation: Inferences from benthic stable isotopes. *Proc ODP Sci Results*, 1997, 154: 239-253
- Jansen J F H, Kuijpers A, Troelstra S R. A Mid-Brunhes climatic event: Long-term changes in global atmosphere and ocean circulation. *Science*, 1986, 232: 619-622
- Berger W H, Bickert T, Jansen E, et al. The central mystery of the Quaternary Ice Age. *Oceanus*, 1993, 36: 53-56
- Droxler A, Farrell J W. Marine isotope stage 11 (MIS 11): new insights for a warm future. *Global and Planetary Change*, 2000, 24: 1-5
- Bassilot F C, Labeyrie L D, Vincent E, et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic Reversal, Earth and Planetary Science Letters, 1994, 126:91-108
- Rosignol-Strick M, Paterne M, Bassilot F C, et al. An unusual mid-Pleistocene monsoon period over Africa and Asia. *Nature*, 1998, 392: 269-272
- Harris S E, Mix A C, King T. Bogenic and terrigenous sedimentation at Ceara Rise, western tropical Atlantic, supports Pliocene-Pleistocene deep-water linkage between hemispheres. *Proc ODP Sci Results*, 1997, 154: 331-345
- Guo Z, Liu T, Fedoroff N, et al. Climate extremes in loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North Atlantic. *Global and Planetary Change*, 1998, 18: 113-128

- 30 Bassinot F C, Beaufort L, Vincent E, et al. Changes in the dynamics of Western equatorial Atlantic surface currents and biogenic productivity at the "Mid-Pleistocene Revolution" (~930 ka). *Proc ODP Sci Results*, 1997, 154: 269~284
- 31 Rutherford S, D'Hondt S. Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles. *Nature*, 2000, 408: 72~75
- 32 Venz K A, Hodell D A. New evidence for changes in Plio-Pleistocene deep water circulation from Southern Ocean ODP Leg 177 Site 1090. *Palaeo Palaeo Palaeo*, 2002, 182: 197~220
- 33 Moore T C Jr, Pisias N G, Dunn D A. Carbonate time series of the Quaternary and Late Miocene sediments in the Pacific Ocean: a spectral comparison. *Marine Geology*, 1982, 46: 217~233
- 34 Droxler A W, Haddad G A, Mucciarone D A, et al. Pliocene-Pleistocene aragonite cyclic variations in Holes 714A and 716B (the Maldives) compared with Hole 633A (the Bahamas): Records of climate-induced CaCO<sub>3</sub> preservation at intermediate water depths. *Proc ODP Sci Results*, 1990, 115: 539~577
- 35 Bassinot F C, Beaufort L, Vincent E, et al. Coarse fraction fluctuations in pelagic carbonate sediments from the tropical Indian Ocean: a 1500-kyr record of carbonate dissolution. *Paleoceanography*, 1994, 9: 579~600
- 36 Schmieder F, von Dobeneck T, Bleil U. The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: initiation, interimstate and terminal event. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 179: 539~549
- 37 Paul H A, Zachos J C, Flower B P, et al. Orbitaly induced climate and geochemical variability across the Oligocene/Miocene boundary. *Paleoceanography*, 2000, 15(5): 471~485
- 38 Zachos J S, Shackleton N J, Revenaugh J S, et al. Flower BP. Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*, 2001, 292: 274~278
- 39 Woodruff F, Savin S M. Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: high-resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservation. *Paleoceanography*, 1991, 6: 755~806
- 40 Ruddiman W F. *Earth's Climate: Past and Future*. New York: Freeman W H & Co, 2001. 465
- 41 Williams M, Dunkerley D, De Deckker P, et al. *Quaternary Environments*, 2nd edition. Arnold, 1998. 329
- 42 McIntyre A, Molino B. Forcing of Atlantic equatorial and subpolar millennial cycles by precession. *Science*, 1996, 274: 1867~1870
- 43 Berger A, Loutre M F. Intertropical latitudes and precessional and half-precessional cycles. *Science*, 1997, 278: 1476~1478
- 44 Short D A, Mengel J G, Crowley T J, et al. Filtering of Milankovitch cycles by Earth's geography. *Quaternary Research*, 1991, 35: 157~173
- 45 Olsen P E, Kent D V. Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangaea during the Late Triassic. *Palaeo Palaeo Palaeo*, 1996, 122: 1~26
- 46 Fenner J. The Kirchröde I and II boreholes: technical details and evidence on tectonics, and the palaeoceanographic development during the Albian. *Palaeo Palaeo Palaeo* 2001, 174: 33~65
- 47 Pälike H, Shackleton N J, Röhl U. Astronomical forcing in Late Eocene marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 193: 589~602
- 48 Zachos J S, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 2001, 292: 686~693
- 49 Hilgen F J. Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 107: 349~368
- 50 Matthews R K, Frohlich C. Maximum flooding surfaces and sequence boundaries: comparisons between observations and orbital forcing in the Cretaceous and Jurassic (65~190 Ma). *GeoArabia Middle East Petroleum Geoscientists*, 2002, 7: 503~538
- 51 Harrison K G. Role of increased marine silica input on paleo-pCO<sub>2</sub> levels. *Paleoceanography*, 2000, 15: 292~298
- 52 Archer D, Winguth A, Lea D, et al. What caused the glacial/interglacial atmospheric pCO<sub>2</sub> cycles? *Reviews of Geophysics*, 1995, 38: 159~189
- 53 Archer D, Maier-Reimer E. Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO<sub>2</sub> concentration. *Nature*, 1994, 367: 260~263
- 54 Treguer P, Pondaven P. Silica control of carbon dioxide. *Nature*, 2000, 406: 358~359
- 55 Tréguer P, Nelson D M, Van Bennekom A J, et al. The silica balance in the world ocean: a reestimate. *Science*, 1995, 268: 375~379
- 56 Keigwin L D, Boyle E A. Carbon isotopes in deep-sea benthic foraminifera: precession and changes in low-latitude biomass. *Geophys Monogr Ser*, 1985, 32: 319~328
- 57 Crowley T. Ice age terrestrial carbon changes revisited. *Global Biogeochemical Cycle*, 1995, 9: 377~389
- 58 Wehausen R, Brumsack H J. Astronomical forcing of the East Asian monsoon mirrored by the composition of Pliocene South China Sea sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 201: 621~636
- 59 刘传联, 成鑫荣. 从超微化石看南沙海区近 2Ma 海水上层结构的变化. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 834~839
- 60 Sancetta C, Villareal T, Falkowski P. Massive fluxes of rhizosolenid diatoms: a common occurrence? *Limnology & Oceanography*, 1991, 36: 1452~1457
- 61 Broecker W S, Clark E, Lynch-Stieglitz J, et al. Late glacial diatom accumulation at 9°S in the Indian Ocean. *Paleoceanography*, 2000, 15: 348~352
- 62 Kukla G J, Matthews R K, Mitchell, Jr J M. Guest Editorial: the end of the present interglacial. *Quaternary Research*, 1972, 2: 261~269
- 63 Berger A, Loutre M F. An exceptionally long interglacial ahead? *Science*, 2002, 297: 1287~1288
- 64 Raymo M E. The timing of major climate terminations. *Paleoceanography*, 1997, 12: 577~585
- 65 施雅风, 刘晓东, 李炳元, 等. 距今 40~30 ka 青藏高原特强夏季风事件及其与步差周期关系. *科学通报*, 1999, 44(13): 1475~1480

(2003-04-01 收稿, 2003-07-28 收修稿)